Stapfia	45	9-17	22. 8. 1996

Der aktuelle Forschungsstand des Vulkanreliefs in Siebenbürgen

W. SCHREIBER

Abstract: The present stage in the research of the volcanic relief in Transylvania.

The volcanic relief was known in an early stage (during 19th century - 1920) by some notes made by naturalists (geologists, botanists), thereafter being studied by geomorphologists between 1920 - 1970, but the detailed studies on volcanic structures began only after 1970. At present, only Hargitta ans Oaş-Gutâi Mountains are wellknown.

The new data obtained in Geology during the last two decades are premises for a profound study of the volcanic relief. So, geochemical analyses are applied in the petrography studies and consequently the geological maps are sometime substantially modified. On the other hand, the determinations for the rocks absolute age by K-Ar method carried out in laboratories abroad permitted to parallel the rocks age with the relief evolution stage. So, in the Northern group of the Eastern Carpathians the eruptions took place 15-6.8 million years ago, in the Badenian-Pontian period. The relief is here more advanced, numerous intrusive bodies appear and the stage in erosion is generally that of the residual volcano, after Ollier's classification, 1969. In the Southern group an older stage (11-7.5 million years - Pannonian) and a newer one (6-0.3 million years - Pontian-Middle Pleistocene) could be distinguished. Here the transition phase from the planeze to the residual volcano stage is prevailing, but at the Southern extremity, in the presence of a Quaternary volcanism, less erodet volcanoes with intact craters (Sf. Ana - on Ciomadu cone) or non-eroded cones (Murgu) are to be found. These data can be perfectly placed in the idea of a volcanism that started in the Hungarian Carpathians 16 - 20 million years ago and advanced gradually towards SE.

A comparison between the sizes of the volcanic relief in the Northern and Southern groups shows clear-cut differences: while in North the structures are small, with diameters between 1-6 km, in South they are much broader, with diameters up to 10-20 km. The explanation is the density of faults networks. In North the Pannonic system faults (NE--SV) intersect the Carpathians faults (NV-SE) as well as other secondary ones resulting in a dense network that favours the appari-

tion of numerous small cones. In South they are more rare.

Concerning the types of volcanic bodies, the strato-volcanoes rich in lava and lava cones prevail, mono- or polyphasic, with or without craterial depressions. Exceptionally, pyroclastic cones may also appear. To these necks and intrusive bodies (dykes, laccolithes) are to be added.

Résumé: Le stade actuel de l'investigation du relief volcanique de la Transylvanie.

Le relief volcanique de la Transylvanie a été connu dans une première étape (le dix-neuvième siècle - 1920) des observations effectuées par des naturalistes (géologues, botanistes) ensuite il a été etudié par des géomorphologues (1920 - 1970), mais les recherches détaillées concernant les structures volcaniques ont commencé à peine après 1970. Ce sont seulement les Monts Hargitta et les Monts Oaş-Gutâi qui sont bien recherchés.

Les nouvelles donées obtenues en géologie dans les deux dérnièrs décades constituent les prémisses pour l'approfondissement des recherches scientifiques sur le relief volcanique. De cette manière dans les études pétrographiques on a appliqué les analyses géochimiques et par conséquence les cartes géologiques se sont modifiées substantiellement. D'autre part les déterminations absolues d'âge, par l'entremise de la méthode K-Ar, effectuées dans le laboratoire ont permis un parallélisme entre l'âge absolu et les stades d'évolution du relief. Ainsi, dans le secteur nordique des Carpates Orientales les éruptions se sont produites il y a 15-6,8 millions d'ans, pendant la période Badenien-Pontien. Ici, l'évolution du relief est plus avancée, les corps intrusives apparaissent en grand nombre et le stade d'érosion est générallement celui du volcan résiduel (d'apres la classification d'OLLIER 1969). Dans le secteur méridional on distingue une période plus ancienne (11-7,5 millions d'ans - Pannonien) et l'une plus jeune (6-0,3 millions d'ans - Pontien-Pléistocène moyen). Ici la phase de transition du stade de planèze vers celui du volcan résiduel prédomine, mais dans l'extremité sud en présence d'un volcanisme quaternaire, on trouve des volcans peu érodés, au cratère intact (Sainte Anne sur le cône Ciomadu) ou des cônes nonérodés (Murgu).Ces données s'intègrent parfaitement au concept d'un volcanisme qui a débuté dans les Carpates d'Hongrie, il y a 16-20 millions d'ans et a avancé graduellement vers SE. Une comparaison entre les dimensions du relief volcanique du secteur nordique et du sud montre des différences évidents: au moment ou au nord les structures sont reduites, ayant des diamètres entre 1-4 km, au sud elles sont plus grandes, aux diamètres jusqu'aux 10-20 km. L'explication du phénomène réside dans la densité des réseaux de failles. Au nord, le système des failles pannoniques (NE-SO) croise celui des failles carpatiques (NO-SE), mais aussi d'autres failles secondaires en résultant un réseau qui a favorisé l'apparition des petits cônes. Au sud ils sont plus rares.

En ce qui concerne les corps éruptifs, ils prédominent les stratovolcans riches en lave et cônes de lave, mono- ou polyphasiques, avec ou sans cratère. Les cônes piroclastiques apparaissent exceptionellement. A ceux-ci s'attachent des necks et des corps intrusives (des dykes, des laccolithes).

Erkenntnisse über vulkanische Reliefformen in den rumänischen Karpaten gab es schon im vorigen Jahrhundert, jedoch wurden diese von Geologen und Botanikern erzielt; Geomorphologen gab es damals noch kaum. Diese erste Etappe dauerte bis ungefähr 1920. Eine zweite Etappe umfaßte die Zeitspanne zwischen 1920 und 1970, als die neuen Forschungsergebnisse von Geographen - vor allem von Geomorphologen - vorgelegt wurden, die aber keine speziellen Methoden anwandten und keine spezifischen Konzepte entwickelten und deshalb auch nicht zum Wesen der Problematik vordringen konnten, jedoch einen wichtigen Schritt nach vorn taten (H. WACHNER, L. SOMEŞAN, AL. SAVU, I. SÎRCU u.a.).

Die dritte Etappe begann 1970, als die Geomorphologen P. COTEŢ und TR. NAUM mehrere Aufsätze über das Vulkanrelief der Karpaten veröffentlichten und sich W. SCHREIBER speziell der Erforschung des Vulkanreliefs widmete und 1980 die erste und bisher einzige Dissertation über ein vulkanisches Massiv vorlegte. Durch Forschungsaufträge aus dem Bergbauwesen kam es nach 1985 zu verstärkten Bemühungen der Klausenburger Geomorphologen um eine Korrelation zwischen vulkanischen Oberflächenformen und den Erzvorkommen in der Nordgruppe des vulkanischen Höhenzuges der Ostkarpaten, wodurch sich um I. MAC und W. SCHREIBER eine Gruppe bildete, die sich zum Teil auch heute mit dieser Problematik beschäftigt. N. HODOR (Klausenburg) hat mit der Ausarbeitung seiner Dissertation über das Gutâi-Gebirge begonnen, jedoch haben auch mehrere Studenten Diplomarbeiten über die Geomorphologie vulkanischer Berge vorgelegt.

Durch diese Forschungen ist heute das Vulkanrelief des Hargitta-Gebirges, aber auch der Oaş- und Gutâi-Berge zufriedenstellend bekannt, selbst wenn bisher nur ein Teil der Forschungsergebnisse veröffentlicht vorliegt, was auch auf die gegenwärtigen Schwierigkeiten und Verzögerungen bei der Drucklegung zurückgeht. Viel weniger bekannt sind die anderen vulkanischen Berge der Ostkarpaten sowie das Siebenbürgische Erzgebirge, über die es erst allgemeine Erkenntnisse gibt. Doch auch hier gibt es Ansätze für eine intensivere Auseinandersetzung mit dem Vulkanrelief. ST. DOMBAY (Gheorgheni) wird seine Dissertation über das Săcărâmb-Gebirge (Siebenbürgisches Erzgebirge) erstellen. Außerdem sind in dieser letzten Etappe auch einige zusammenfassende Aufsätze bzw. Kapitel erschienen (POSEA et al. 1974; SCHREIBER 1983, 1985 und 1987). Die verhältnismäßig geringe Begeisterung für das Vulkanrelief liegt in der komplizierten Problematik, die gründliche geologische und vulkanologische Kenntnisse voraussetzt. So werden die Forschungsergebnisse in der Vulkanmorphologie auch vom Forschungsstand in den Nachbarbereichen (Mineralogie, Petrologie, Vulkanologie) beeinflußt.

Allerdings sind die jüngsten Gesteinsuntersuchungen eher dazu angetan, Verwirrung zu stiften. In den letzten Jahren ist man nämlich auch in Rumänien dazu übergegangen, solchen Untersuchungen geochemische Analysen zugrundezulegen. Diese bestimmen den Prozentsatz der einzelnen Mineraliengruppen und kommen daher oftmals zu anderen Ergebnissen als die früheren optischen Beurteilungen. So sind z.B. die vulkanischen Gesteine des Ciomadu-Massivs (Hargitta-Gebirge) aufgrund ihres hohen Quarzgehalts nicht mehr den Andesiten, sondern den Daziten zuzurechnen. Auch in der Nordgruppe gibt es verschiedene Standpunkte: während einige Geologen auf großen Flächen basaltische Andesite kartieren, reihen andere diese Gesteine in die Pyroxenandesite ein. Solche Neuergründungen sind allerdings für die Reliefentwicklung wenig relevant, da hier vor allem der Gegensatz zwischen kompaktem Lavagestein und vulkanischen Lockergesteinen ausschlaggebend ist. Durch den neozoischen Vulkanismus, der in der subsequenten Phase der Karpatenbildung einsetzte, durch Subduktion der Osteuropäischen Platte unter die Kleinplatten Pannoniens und Transsilvaniens, entstanden zahlreiche und mannigfaltige Vulkanformen. Die meisten von ihnen sind lavareiche Schichtvulkane (Stratovulkane), z.B. die Kegel Hargitta und Cucu im Hargitta-Gebrige, Mogoşa und Higea im Gutâi-Gebirge. Nur im Căliman-Gebirge spielen verkittete vulkanische Lockergesteine eine wichtige Rolle, da sie bis zu 800 m Schichtmächtigkeit aufweisen. Ebenfalls häufig treten Lavakegel auf, die jedoch geringere Ausmaße haben (Murgu und Răchitiş im Hargitta-Gebirge, mehrere kleine Kegel zwischen den Flüssen Cavnic und Firiza im Gutâi-Gebirge). Kegel aus Lockergesteinen treten nur als Ausnahme in Erscheinung (bei Oraşu Nou - Oaş-Gebirge). Die größeren Vulkane sind alle in mehreren Eruptionsphasen entstanden, während von den kleinen zahlreiche einphasig sind.

Auffällig sind die unterschiedlichen Ausmaße der Vulkankegel. Während im südlichen Höhenzug der Ostkarpaten große Kegel stehen - im Hargitta-Gebirge beträgt der mittlere Durchmesser der Kegel 7,3 km, während der größte, der Hargitta-Vulkan, 15 km erreicht - gibt es im nördlichen Höhenzug viele, aber kleine Kegel - der mittlere Durchmesser der Vulkane im Gutâi-Gebirge beträgt 2 km, die größten Kegel, wie Gutâi, Mogoşa oder Rotundu erreichen 5 - 7 km. Es scheint einen direkten Zusammenhang zwischen der Dichte des Bruchnetzes und der Größe und Häufigkeit der Vulkane zu bestehen. Ein dichtes Bruchnetz ermöglicht es dem Magma an zahlreichen Stellen zutage zu treten, dafür ist dann meistens das Ausmaß dieser Kegel gering.

In der Nordgruppe der Ostkarpaten kreuzen sich die pannonischen, NO-SW ausgerichteten Bruchlinien, mit den karpatischen, die NW-SO-orientiert sind. Hinzu kommen noch die sekundären Verwerfungen, die meist O-W oder N-S verlaufen. In der Südgruppe ist das Verwerfungsnetz einfacher, deshalb kommt es zu einer Aneinanderreihung von größeren Vulkanen, während die sekundären Brüche Quergänge, Parasitärkegel u.a. bewirken.

Tabelle 1: Die Chronologie der vulkanischen Eruptionen in den Ostkarpaten

Gebiet		Absolutes Alter Millionen J.	Dauer in Millionen Jahren	Geologische Periode
Nördlicher vulkanischer Höhenzug (Oaş-Gutâi-Ţibleş)		15-6,8	8,2	Baden-Anfang Pont
Südlicher vulkanischer Höhenzug (Căliman-Gurghiu-Hargitta)	untere Strukturstufe	11-7,5	3,5	Pannon
	obere Strukturstufe	6-0,3	5,7	Pont-Quartär

Bezüglich des Alters der Ausbrüche und also auch des primären Vulkanreliefs ist in den letzten Jahren weitgehend Klarheit geschaffen worden. Absolute Altersbestimmungen nach der K/Ar-Methode zeigen, daß die nördlichen Massive älter als die südlichen sind (Tabelle 1). Das stimmt mit der Auffassung der meisten Fachleute überein, nach welcher der vulkanische Höhenzug am Innenrand der Karpaten von Nordwesten nach Südosten hin immer jünger wird. Verwirrend ist es jedoch, daß trotz dieser absoluten Altersbestimmungen in der Nordgruppe einige Geologen und Geomorphologen noch immer von einem pliozänen Vulkanismus sprechen, obwohl z.Z. die Grenze zwischen Miozän und Pliozän bei 5,4 Millionen Jahren liegt, so daß hier die letzten magmatischen Erscheinungen, vor 6,8 Millionen Jahren, zweifelsfrei im oberen Miozän stattgefunden haben. Hingegen muß man akzeptieren, daß im Süden des vulkanischen Höhenzuges der Ostkarpaten quartärer Basaltvulkanismus (bei Racoş) und Andesit- bzw. Dazitvulkanismus (Pilişca und Ciomadu) etwa zeitgleich waren. Aus der gleichen Zeit stammen auch die Detunata-Basalte aus dem Siebenbürgischen Erzgebirge.

OLLIER 1969 erkennt in der Reliefentwicklung eines Vulkans folgende vier Erosionsstadien: den unversehrten Vulkan, das Planesenstadium (oder das Stadium der Flankendreiecke), das Stadium des Restvulkans und schließlich, das Stadium des vulkanischen Skeletts. Diese einfache Entwicklungsserie ist anderen, komplizierteren, aber auch widersprüchlicheren Klassifikationen vorzuziehen. Auf die vulkanischen Berge Siebenbürgens angewandt ergibt sich folgendes Bild. Das Stadium des unversehrten Vulkans ist fast überall überschritten - vielleicht mit Ausnahme einiger kleiner Kegel im Hargitta-Gebirge, wie der Murgu. Die Vulkankegel des südlichen Höhenzuges der Ostkarpaten befinden sich noch am Ende des Planesenstadiums und bewahren verhältnismäßig gut die charakteristischen vulkanischen Reliefformen: Krater (einer ist noch unversehrt, der St.Annen-Krater mit dem gleichnamigen See) und Calderen (z.B. Călimar/Kelemen- und Luci-Caldera), Planesen u.a. Dabei kann es vorkommen, daß sich die Flanken des gleichen Vulkans in unterschiedlichen Erosionsstadien befinden,

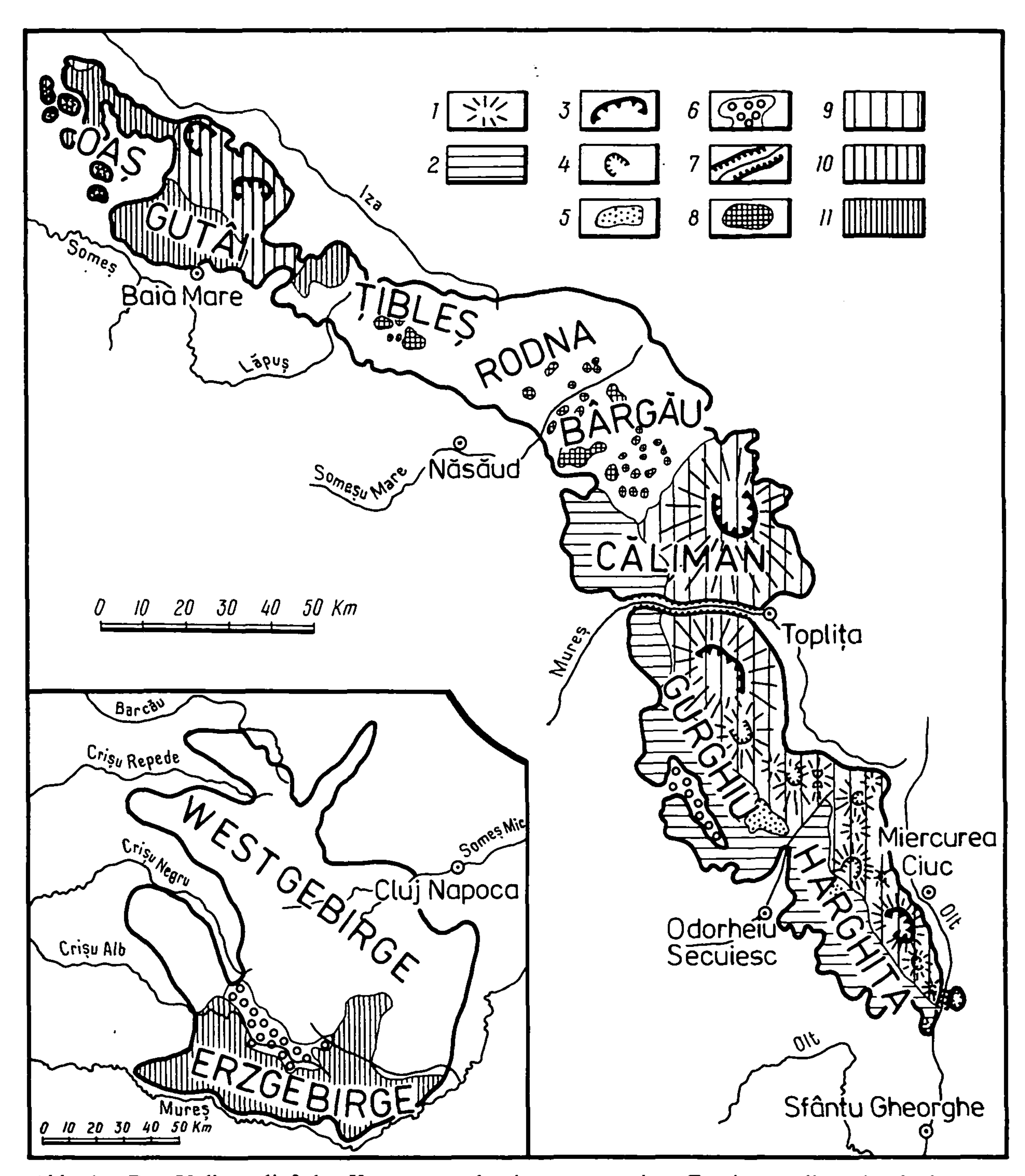


Abb. 1: Das Vulkanrelief der Karpaten und sein gegenwärtiges Erosionsstadium (nach den von OLLIER 1969 festgelegten Erosionsstadien). 1-Vulkankegel; 2-Vulkanplateaus; 3-Calderas; 4-Krater; 5-Kontaktsenken zwischen Kegel und Plateaus; 6-Randsenken; 7-Engpässe; 8-Intrusionskörper; 9-Stadium der Flankendreiecke; 10-Übergangsphase vom Stadium der Flankendreiecke zu dem des Restvulkans; 11-Restvulkanstadium.

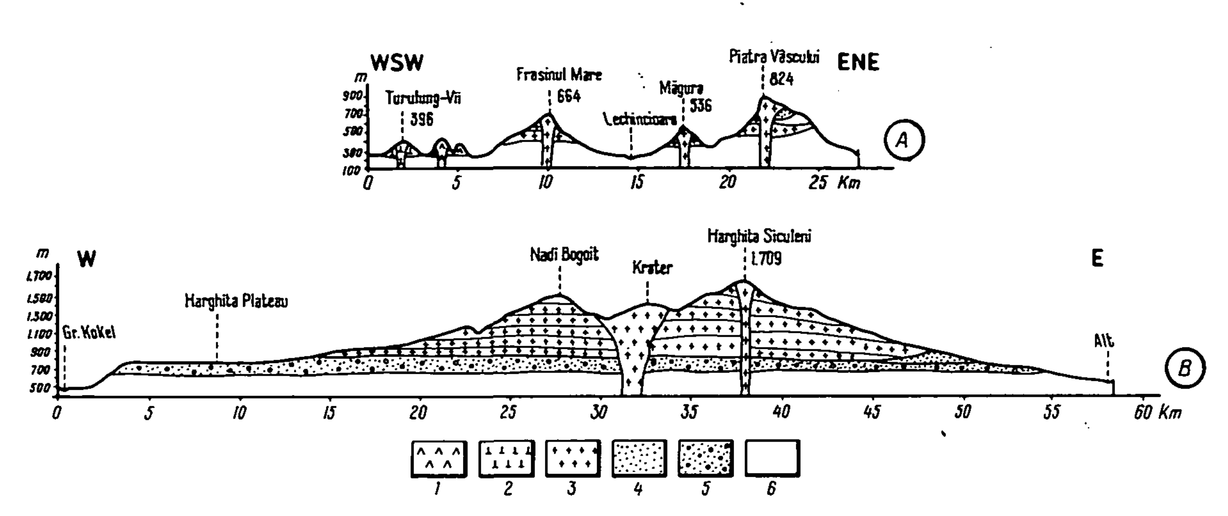


Abb. 2: Querschnitt durch das Oaş- (A) und durch das Hargitta-Gebirge (B). 1-Dazite; 2-Hyaloandesite; 3-Andesite; 4-vulkanische Lockergesteine; 5-vulkanische Ablagerungen; 6-tertiäre Sedimentgesteine.

wie z.B. beim Pilişca-Kegel im Hargitta-Gebrige (SCHREIBER 1994). Teile des Gutâi- und Oaş-Gebirges befinden sich in der Übergangsphase vom Planesenstadium zu dem des Restvulkans. Die ältesten Vulkane in den nördlichen vulkanischen Bergen der Ostkarpaten sowie im Siebenbürgischen Erzgebirge befinden sich schon im Stadium des Restvulkans, wo neben vulkanischen Reliefformen immer häufiger Vulkanstiele, Quergänge, Sills und sogar Lakkolithe zutage treten. Damit ist die Abhängigkeit der Erosionsstadien der Vulkane vom Alter klar erwiesen. Aber natürlich spielt bei dieser Entwicklung nicht nur das Alter der Reliefformen sondern auch die Entfernung von den Erosionsbasen und die Höhendifferenzen eine Rolle. So sichern im Norden die Piedmonte gegen die Maramuresch-Senke einen sanfteren Übergang und eine größere Entfernung von den Erosionsbasen, wodurch die Erosion geringer ist, im Gegensatz zu dem plötzlichen Kontakt mit dem Somesch-Tiefland, der eine aktivere Erosion bewirkt. Die Vulkane des südlichen Höhenzuges sind nicht nur jünger, sie werden durch die westlichen Vulkanplateaus und die östlichen Fußflächen gegen die Erosion weitgehend abgeschirmt, was morphologisch durch eine bessere Bewahrung der Kegel in Erscheinung tritt.

Durch die neuen geologischen Erkenntnisse und das erhöhte Interesse der Geomorphologen an der Erforschung des Vulkanreliefs in den rumänischen Karpaten wird es in den nächsten Jahren sicher zu neuen Erkenntnissen kommen, die den heutigen Forschungsstand zwar nicht viel ändern, dafür aber detaillieren werden.

Literatur

COTEŢ P. 1971: Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului munţilor Gurghiu-Harghita (Die Geomorphologie der eruptiven Gebiete. Die grundlegenden Kennzeichen des Reliefs im Gurghiu-Hargitta-Gebirge). — Stud. cerc. geofiz., geol., geogr., Bukarest, Ser. Geogr., **18**, 2: 171-188.

EDELSTEIN O., Z. PÉCSKAY, M. KOVACS, A. BERNÀD, M. CRIHAN, M. GABOR, & S. HALGA 1993: K/Ar and Ar/Ar determination and some aspects of chronology of magmatic and metallogenetic processes from Oaş-Ţibleş Mountains. — III.Geol. Symp., Baia Mare, Abstract volume: 21-22.

MAC I. 1992: Geomorfologia vulcanitelor neogene din estul munţilor Oaş (Die Geomorphologie der vulkanischen Formationen im Osten der Oaşer Berge). — Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, Geogr., **1-2**: 14-20.

MAC I., I. IRIMUŞ & S. ZEMIANSCHI 1991: Relieful structurilor magmatice Văratec-Prislop-Secu (Das Relief der magmatischen Strukturen Văratec-Prislop-Secu). — Studia Univ. „Babeş-Bolyai" Cluj, Geogr.**2**: 49-55.

OLLIER Cl. 1969: Volcanoes. - Cambridge, Massachusetts, London.

PÉCSKAY, Z., S. SZAKÁCS, I. SEGHEDI & D. KARÁTSON 1992: Új adatok a Kakukkhegy és szomszédsága (Dél-Hargitta, Románia) geokronológiai értelmezéséhez (Neue Daten bezüglich des Cucu-Berges und der benachbarten Gebiete - südliches Hargitta-Gebrige, Rumänien; geochronologische Betrachtungen). — Földtani Közlöny, Budapest, **122**, 2-4: 265-286.

PELTZ S., E. VÂJDEA, K. BALOGH & Z. PÉCSKAY 1987: Contributions to the chronological study of the volcanic processes in the Călimani and Harghita Mountains (East Carpathians, Romania). — D.S. Inst. Geol. Geofiz., **72-73**: 323-338.

POSEA GR., N. POPESCU & M. IELENICZ 1974: Relieful României (Das Relief Rumäniens). - Bukarest.

RĂDULESCU D.P., S. PELTZ & A. POPESCU 1973: Lower compartiment of the structure of the Călimani, Gurghiu and Harghita Mountains: the vulcano-sedimentary formations. — Anuar. Inst. Geol. Bukarest, **41**: 15-26.

SCHREIBER W. 1975: Vulkanmorphologische Aspekte des Harghita-Gebirges. — Rev. Roum. géophys., géol., géogr. Bukarest, Ser. Géogr., **19**, 2: 189-198.

SCHREIBER W. 1985: Contribuţii geografice la cunoaşterea reliefului vulcanic din România (Geographische Beiträge zur Kenntnis des Vulkanreliefs in Rumänien). — Terra, Bukarest, **17**, 3: 18-20.

SCHREIBER W. 1994: Munţii Harghita - studiu geomorfologic (Das Hargitta-Gebrige - geomorphologische Abhandlung). - Bukarest.

SZAKÁCS AL. & I. SEGHEDI 1986: Chemical diagnosis of the volcanics from the southeasternmost part of the Harghita-Mountains - proposal for a new nomenclature. — Rev. Roum. géophys., géol., géogr., Bukarest, Ser. Géol., **30**: 41-48.

SZÉKELY A. 1993: Die Geomorphologie der innerkarpatischen vulkanischen Gebirge in Nordungarn. — Annales Univ. Scient. Budapestiensis, Sect. Geogr., **22-23**: 5-21.

* * * 1983 & 1987: Geografia României (Geographie Rumäniens). - Bd. I & III, Bukarest.

Anschrift des Verfassers: Dr. Wilfried SCHREIBER
Institutul de Geografie al Academiei Române, Fil. Cluj-Napoca,
Str. Clinicilor 5-7, RO - 3400 Cluj-Napoca, Rumänien.